

KANYARULATFEJLŐDÉS SAJÁTOSSÁGAI ÉS ANTROPOGÉN HATÁSOK VIZSGÁLATA KÉT DRÁVAI KANYARULAT PÉLDÁJÁN

KISS Tímea, ANDRÁSI Gábor

Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék
6722 Szeged, Egyetem u. 2-6. e-mail: kisstimi@gmail.com, andgab86@gmail.com

Kulcsszavak: Dráva, kanyarulatfejlődés, övzátony épülés, parthátrálás, dendro-geomorfológia, vízerőmű,

Összefoglalás: A Dráva nagy eséssel és bőséges fenékhordalékkal rendelkezik, így a medre is dinamikusan formálódik. Ezért a vízrendszert érő (antropogén) hatásokra gyors és látványos hidro-morfológiai válaszokat adhat. Célunk a Dráván található két kanyarulat fejlődésének (partépülés és hátrálás) és az azt befolyásoló indirekt antropogén tevékenység hatásainak a vizsgálata, geoinformatikai és dendrológiai eszközökkel. A vizsgált kanyarulatokban leszűkült a meder (22-28%-al), amely összefüggésbe hozható a horvátországi vízerőművek vízszintcsökkentő hatásával. A horvát erőművek üzemelése előtti (1975) években még a gyakori árvizek és a jelentősebb közepes vizek építették az övzátony-felszíneket. Azonban a cakoveci (1982), majd a Donja Dubrava-i (1989) vízerőművek felépítését követően a vízszintek 0,3-0,75 méterrel lecsökkentek. Ennek hatására viszont már inkább a zátonyfelszínnek szárazulattá válásával növekedett az övzátony-felszín kiterjedése. Ezek pedig beerdősültek és szigetekké vagy a parthoz simuló övzátony-sorokká alakultak át. A kavicszátonyok átfarmálódása azonban nem egyenletesen ment végbe, ugyanis előfordultak olyan évek, amikor jelentős kiterjedésű térszínek stabilizálódtak. Például 1994-1998 között a vizsgált kanyarulatok zátonyfelszínének 14-21 %-án telepedett meg az erdő, vagy 2002-2004-ben, a 8,5-11 %-án. A partépülés ütemét a parterózió is követte. Vizsgálataink szerint a parthátrálás mértékét nagyban befolyásolják az erodálódó partszakasz tulajdonságai (hossz, magasság, sodorvonallal bezárt szög), illetve a vízerőművek vízjárás módosító hatása miatt elmaradó árvizek is. Mindkét vizsgált kanyarulatra jellemző, hogy fejlődésükben alapvető szerepet játszanak a zátonyfejekből képződő szigetmagok. Ezeket fejlődésük kezdeti időszakában még átfolyás választja el a stabilizált felszíni övzátony-sortól, de később ezek az átfolyások feltöltődnek vagy a vízszintek lecsökkennek, és így a szigetek hozzáformnak az övzátonyokhoz. Mindezekkel egyidőben a zátonyfejekhez egyre nagyobb kiterjedésű kavicszátonyok is kapcsolódnak. Az övzátony-felszín épülése folyásirányban lefelé és oldalra is jellemző, amit jelentősen befolyásol a sodorvonal helyzete is. Ahogy a kanyarulat egyre fejlettebbé válik, az övzátony-felszín középső szakasza kezd dinamikus épülésbe. Ilyenkor a folyásirány felőli felső része már pusztul, míg folyásirányba lefelé épül, ezért lefelé halad a kanyarulat.

Bevezetés

A folyókanyarulatok fejlődése a belső ív övzátony-felszínének épülése és a külső ív parteróziója révén valósul meg, amelyek együttesen határozzák meg a kanyarulat vándorlásának ütemét és térbeliségét (HICKIN 1974, MALIK 2005). A parterózió és a belső ív épülése függ a hidrológiai tényezőktől, mivel egy árhullám jelentős munkavégző képességgel rendelkezhet, és felhalmozhatja az övzátony anyagát és elszállíthatja a parterózióból származó anyagot, illetve a sodorvonal helyzetétől és annak parttal bezárt szögétől. Ezen túl a parteróziót jelentősen befolyásolja a pusztuló part hossza, magassága és anyaga is (Morisawa 1985, BLANKA és KISS 2011). Az övzátony-felszín övzátony-sorokból épülnek fel (HICKIN 1974) és minél fiatalabb egy övzátony, azaz minél közelebb van az aktív mederhez, annál alacsonyabb és annál finomabb anyag építi fel, mivel a sodorvonal egyre távolabbra tolódik (HUPP és SIMON 1991). A megfelelően nedves, emberi és hidrológiai zavaró tényezőktől védett övzátony-felszíneken megtelepedhetnek a lágyszárú, majd a fásszárú növények, melyek közül a legmeghatározóbbak a fűz- és nyárfafélék (NOBLE 1979, SCOTT et al. 1996, KOLLMAN et al. 1999). Az új felszíneket a csemeték már közvetlenül a nagyvizek után elfoglalják, és ha 1-3 évig elmaradnak az árvizek és a kisvizek válnak meghatározóvá, akkor a fák stabilizálják a felszínt (SCOTT et al. 1996, SIPOS és KISS 2001).

Az övzátony-sorokon folyásirányban lefelé, illetve a magasabb és öregebb övzátonytól az alacsonyabb felé, azaz oldalirányban haladva is egyre fiatalabb fák fordulnak elő (EVERITT

1968). Az adott felszínen jelen lévő legidősebb fa korából következtetni lehet a felszín minimum korára (MALIK 2005), míg a fák kora alapján megrajzolt izokron vonalak futásából a kanyarulat-fejlődés térbeliségére (EVERITT 1968). Azonban a zátonyfelszíneken nem biztos, hogy abban az évben telepedik meg a növényzet, amikor a zátony kialakul, hanem akkor, amikor a középvíz szintje fölé emelkedik (BLANKA et al. 2006). Amennyiben egy folyón tartósan kisvizek fordulnak elő és a nagyobb árvizek elmaradnak – ahogy ez a Dráván is bekövetkezett –, akkor már az alacsonyabb zátonyfelszíneken is megtelepedhet a fás szárú növényzet (SZABÓ 2005, BLANKA és KISS 2006). Az övzátony-felszíneken lévő erdők pedig az ártéri élőhelyek fontos elemeiként is funkcionálnak (SZABÓ et al. 2004a), így a folyók mentén húzódó ökológiai hálózat szerves részét képezik.

A medrüket és az árterüket intenzíven formáló folyók évtizedekre visszanyúló vizsgálatára alkalmas a dendrológia módszere (ALESTALO 1971, SCHWEINGRUBER 1989). Ennek alapja, hogy az évgűrük vastagsága és sejtszerkezete utal a folyó hidrológiai viszonyaira (pl. az árvizek előfordulásának idejére és magasságára), az újonnan létrejött zátonyfelszínek korára (HUPP és SIMON 1991, GRYNAEUS et al. 1994, BLANKA et al. 2006), a vertikális ártérfeltöltődés ütemére (GOTTESFELD és GOTTESFELD 1990), illetve a folyóvízi szigetek kialakulására és fejlődésére (SIPOS és KISS 2003). A dendrológia segítségével a légi- vagy űrfelvételeknél jobb időbeli felbontásban (éves-évszakos) vizsgálhatóak bizonyos fluviális eróziós és akkumulációs folyamatok (NANSON és BEACH 1977, KISS és SIPOS 2009). A dinamikus pusztuló külső ívek hosszútávú fejlődésének meghatározására már sokkal inkább alkalmasak a különböző térképi és légifotó állományok, illetve a geodéziai módszerek (BLANKA és KISS 2011, MICHALKOVÁ et al. 2011).

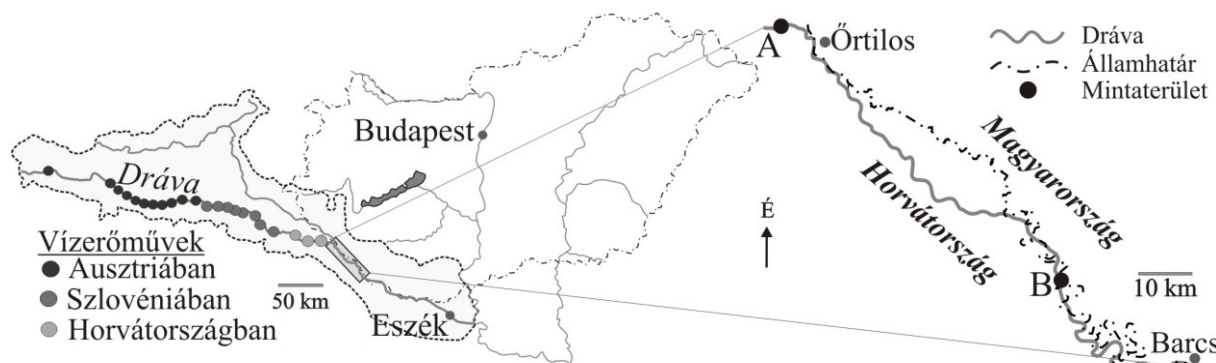
A Dráva vízjárását az elmúlt száz évben jelentősen átalakították a felső szakaszán épült vízerőművek, amely hatására a meder is új fejlődési irányt vett fel. A kutatásban célunk annak feltárása, hogy hogyan változott a Dráván a kanyarulatok fejlődése, és hogy ezt milyen tényezők befolyásolták. A kutatás eredményei az élőhely-kezelés gyakorlata során is felhasználhatók, hiszen a sikeres ártér-rehabilitációhoz elengedhetetlen a hidrológia, a formakincs és a növényzet együttes ismerete.

Anyag és módszer

A Dráva a Tiroli-Alpokban ered és a teljes vízgyűjtő területe 40489 km². A közepes vízhozama Őrtilosnál 488 m³/s, a dunai torkolatnál pedig már 653 m³/s. Az esése Őrtilosnál 40-50 cm/km, mely Barcsnál 20-25 cm/km-re mérséklődik és a torkolatnál már csak 5-6 cm (MANTUÁNO 1974, HORVÁTH 2002). A folyó az Őrtilos környéki szakaszon kavicsos hordalékot szállít, majd Barcs alatt már a homok válik dominánssá (VARGA 2002).

Az első emberi beavatkozások a 18. századig vezethetők vissza, mikor megkezdték az alsó szakasz kanyarulatainak átvágását, majd a 20. században ezt kiegészítették partbiztosítások és terelőművek építésével (GYÖRGY és BURIÁN 2005). Ezek főleg a Barcs alatti szakaszon (0-154 fkm) jellemzőek, míg a Donja Dubrava és Barcs közötti szakaszon (154-241fkm) csak kevés szabályozási műtárgyat építettek a mederbe, így ez a szakasz szabadabban fejlődhet. A 20. század folyamán a Drávát átalakító meghatározó antropogén hatásnak a felső szakaszt érintő vízerőmű építés (22 db) tekinthető. Az alsó hármat Horvátországban építették (1975, 1982 és 1989), és ezek alapvetően megváltoztatták a Dráva hidro-morfológiáját (BONACCI és OSKORUS 2008). A legalsó, Donja Dubrava-i (1989) vízerőmű hatására az őrtilosi szelvényben a csúcsra járatás miatt naponta 1-1,5 méteres vízszintingadozás is megfigyelhető, mely Barcsnál napi 0,5-0,7 méterre mérséklődik (HORVÁTH 2002, KISS és ANDRÁSI 2011). A Dráva hordalékháztartását is befolyásolják az erőművek, amelyek mögött lerakódik a hordalék jelentős része (28%) (BONACCI és OSKORUS 2008), ráadásul a mederben erőteljes kavicsbányászat is zajlott az Őrtilos-Barcs közötti szakaszon a 20. sz. végén (HORVÁTH 2002).

A kutatás során a Donja Dubrava (241-240 fkm) és Bolhó melletti (185-184 fkm) kanyarulatok fejlődését elemeztük (1. ábra). Azért ezekre a kanyarulatokra esett a választásunk, mert a Donja Dubrava-i kanyarulat csupán 7 km-re található a legalsó vízerőműtől és ez tekinthető az erőművek alatti szakasz legfelső olyan kanyarulatának, amely direkt mederszabályozás nélkül, közel természetesen fejlődik. A vízerőműhöz való közelsége miatt ezt érintik leginkább a vízerőmű által generált napi „mini árhullámok, ugyanakkor az 56 km-rel lejjebb lévő bolhói kanyarulatban már kisebb mértékben hatnak. A bolhói kanyarulat külső ívének középső részén partbiztosítás található (kb. 160 m hosszan), mely miatt a külső ív eróziója jelentősen lelassult. Ugyanakkor a bolhói kanyarulat fejlődését befolyásolhatta az 1995-2011 között zajló intenzív kavicsbányászat is.



1. ábra A Donja Dubrava-i (A: É 46 18,450; K 16 50,150) és a bolhói (B: É 46 2,328; K 17 15,719) mintaterületek elhelyezkedése a Dráva alsó szakaszán

Figure 1. The Donja Dubrava (A: N 46 18.450; E 16 50.150) and Bolhó (B: N 46 2.328; E 17 15.719) study areas are located on the downstream section of the Dráva River.

A folyóvízi felszínformák alakulását elsődlegesen a vízjárás határozza meg. Ezért a kanyarulatok fejlődését a vízállásokkal együtt elemeztük. Ehhez az örtilosi vízmérce (235,9 fkm) 1958 és 2013 közötti reggeli vízállás adatait használtuk fel, mivel ez a vízmérce fekszik legközelebb a vízerőművekhez. A www.vizadat.hu-ról és a DDVIZIG-től származó adatsor alapján elemeztük az éves kis (KV), közepes (KöV) és nagyvízszinteket (NV), illetve a mederkitöltő vízszintet (240 cm) meghaladó árvizes napok számát. Mivel ezek az adatok elfedik az erőművek által generált „mini” árhullámokat, a napi vízállásváltozásokat is megvizsgáltuk, hiszen a vízszintingás nagysága alapvetően meghatározza a partpusztulás mértékét. Ehhez az elemzéshez kiválasztottunk egy olyan évet (1973) amikor még nem voltak vízerőművek a folyó horvát szakaszán, illetve a horvát erőművek üzembe lépése utáni második éveket (1977, 1984 és 1991). Az összehasonlításhoz szeptemberből ragadtunk ki egy-egy három hetes, egyenletes vízállású időszakot.

A mintaterületeken a meder változásait a horvát topográfiai térképek (1977-79: M=1:25000; 1980-1982: M=1:5000; 2003: M=1:25000) és légifotók (2011: M=1:5000) alapján szerkesztett tematikus térképek felhasználásával értékeltük. (A továbbiakban az egyszerűség kedvéért a felvételezések utolsó évét használjuk.) A térképeket és légifotókat ArcGIS 10 szoftverrel geo-korrigáltuk EOVS koordinátarendszerbe. A térképeken megmértük a legnagyobb (W_{\max}) és legkisebb (W_{\min}) szélességét a medernek, illetve a vízfelszín területét, a középvonal hosszát, melyekből kiszámítottuk az átlagos szélességet ($W_{\text{átl}}$).

Az övzátóny-felszínekről geomorfológia térképeket készítettünk terepbejárásaink során. A térképeken feltüntettük az övzátonyokat, a közöttük lévő átfolyásokat és sarlólaposokat, az árvizek által lerakott friss hordalékkal borított homokfodros zátonyfelszíneket, a formák határait jelölő tereplepcsőket, az aktív övzátóny kavicsfelszínét, illetve a növényzettel borított terület határát. A belső ív épülését dendrológiai módszerrel állapítottuk meg. A bötűzést szel-

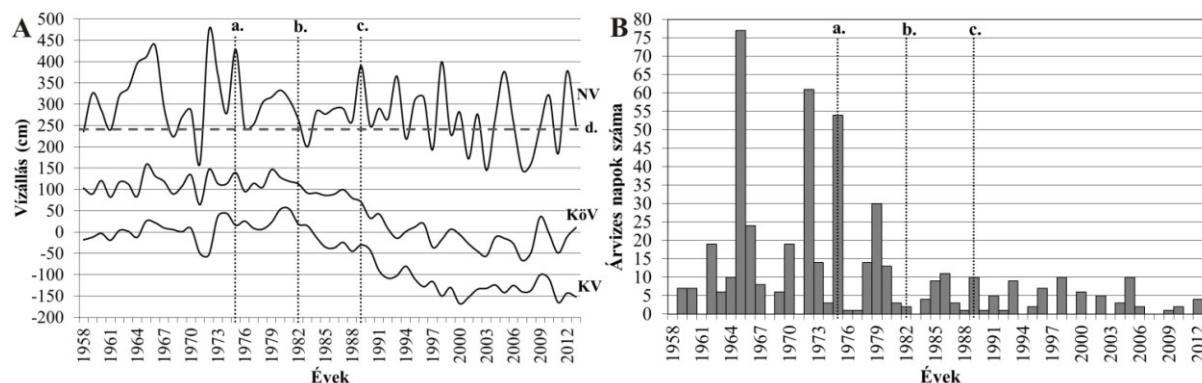
vények mentén végeztük az övzátöny-sorokra merőlegesen és azok gerincvonalai mentén. A mintavételkor az adott állomány legvastagabb, így valószínűsíthetően legidősebb fáit mintáztuk meg. A begyűjtött 153 db famintát, LEICA S4E sztereómikroszkóppal elemeztük 6,3-30-szoros nagyítás alatt. A fák korát és pontos helyzetét felhasználva izokron térképeket készítettünk az övzátöny-felszínekről, amelyek a geomorfológiai térképpel összevetve tükrözik az övzátöny felszínek épülésének ütemét. Fontos megemlíteni, hogy az átfolyásokban és a mélyebben fekvő felszíneken is lehetnek fák, azonban ezek jóval később, a felszín feltöltődése után telepedhettek csak meg.

A parthátrálás ütemének meghatározásához a már említett térképes állományokat használtuk fel, illetve ezt kiegészítettük Topcon RTK GPS-es felmérésekkel (2011-2013). Az egyes időszakokban az elmosott partanyag mennyiségét ($\text{m}^3/\text{év}$) az erodált terület nagyságának (m^2) és a partfal átlagos magasságának szorzatából számítottuk ki.

Eredmények

A jellemző vízszintek és az árvizes napok számának alakulása Órtilosnál

A vizsgált időszakot a horvátországi erőművek üzembe lépése alapján három szakaszra lehet osztani. A vízerőművek megépítése előtt (1958-1974) az éves kisvízszintek -50 és 50 cm között mozogtak (átlag 0 cm), enyhén emelkedő tendenciával (2A ábra). A közepes vizek 50 cm és 150 cm között váltakoztak (átlag 111 cm), jellegzetes trend nélkül. A nagyvizek szintje változatos volt, közöttük a legnagyobb szintkülönbség 313 cm, míg átlagos szintjük 315 cm volt, a legnagyobb árhullám 1972-ben (476 cm) vonult le. Ebben az időszakban összesen 315 napon át volt árvíz, azaz átlagosan 18 napig volt vízborítás alatt az ártér évente. Egy évben több árvíz (4-7) is kialakult, de ezek rendszerint csupán néhány naposak voltak. A leghosszabb árvíz (55 nap) 1965-ben vonult le (2B ábra).



2. ábra A jellemző vízállások szintjeinek (A) és az árvizes napok számának (B) alakulása az 1958-2013 közötti időszakban az órtilos vízmércén. KV: éves kisvíz, KöV: éves közepes vízállás, NV: éves legnagyobb vízszint.

Megépült horvát vízerőművek: a: Varasd; b: Cakovec; c: Donja Dubrava; d: mederkitöltő vízszint (240 cm)

Figure 2. Changes in the characteristic water stages (A) and in the number of flood days (B) based on the data set of the Órtilos gauging station (1958-2013). KV: annual lowest level, KöV: annual mean water level NV: annual highest water level. The construction of the Croatian reservoirs: a: Varasd; b: Cakovec; c: Donja Dubrava, d: bankfull stage (240 cm)

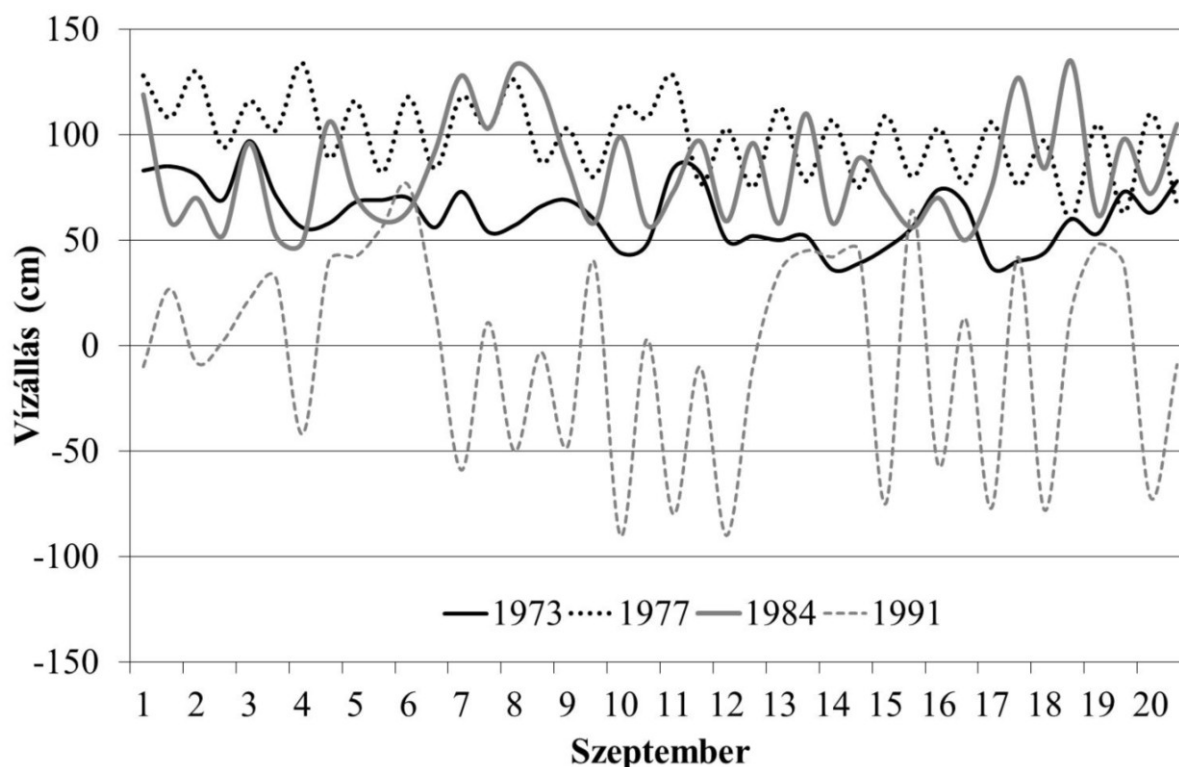
A következő időszakban (1975-1989) léptek üzembe a horvát vízerőművek. A varasdi erőmű elkészülése után a kisvizek ($KV_{\text{átl}}: 26 \text{ cm}$) és a közepes vizek ($KöV_{\text{átl}}: 120 \text{ cm}$) egyenletesebbé váltak. A nagyvizeknél pedig nem jelentkeztek jelentős különbségek az egyes évek között ($NV_{\text{átl}}: 289 \text{ cm}$). A cakoveci vízerőmű üzembe lépését követően (1982) elkezdtek jelentősen csökkenni a vízszintek ($KV_{\text{átl}}: -24 \text{ cm}$, $KöV_{\text{átl}}: 87 \text{ cm}$, $NV_{\text{átl}}: 294 \text{ cm}$). A nagyvizek egyenletesebbé váltak és már ekkor sem fordultak elő kiugróan magas vízállások. Ebben az

időszakban csaknem minden évben előfordult árvíz, viszont a számuk és a hosszuk is mérséklődött. Megfigyelhető, hogy az erőművek üzembe helyezését követő 1-2 évben rendszerint elmaradtak az árvizek és a NV szintje is csökkent, ami feltehetőleg a tározóterek feltöltésével áll kapcsolatban.

A Donja Dubrava-i erőmű megépítése óta (1990-2013) drasztikus hidrológiai változások indultak el. A kis- és közepes vízszintek erőteljesen süllyedtek ($KV_{\text{átl}}: -124 \text{ cm}$, $KöV_{\text{átl}}: -11 \text{ cm}$), bár a 2000-es évektől megállt a süllyedésük. A vízszintek alászállását jól mutatja, hogy a horvátországi erőművek előtti időszakban a kisvizek hasonló tartományban ($-50-50 \text{ cm}$ között) ingadoztak, mint napjainkban a közepes vízszintek. A nagyvizek szintje ($NV_{\text{átl}}: 263 \text{ cm}$) folyamatosan csökkent (52 cm-rel), és egyre több évben maradtak el az árvizek. Ekkor már sohasem volt 10 napnál több napig vízborítás alatt az ártér évente, és a leghosszabb, 1993-as árhullám is csupán 7 napig tartott.

Napi vízszintingadozások

A Dráva napi vízjárása is jelentősen módosult a vízerőművek üzembe lépését követően. A horvátországi erőművek felépítése előtti (1973) adatsoron átlagosan csupán napi 10 cm-es vízszintingás figyelhető meg (3. ábra). Ez lehet természetes vízszint-ingás is, de okozhatták a felsőbb szakaszon üzemelő erőművek is. A varasdi (1975), majd a cakoveci (1982) erőművek üzembe lépése utáni években megjelentek a „mini árhullámok”. Míg 1977-ben csak 51 cm volt a vizsgált háromhetes időszakban a legnagyobb vízjáték, addig 1984-ben már 73 cm-re emelkedett, hiszen a cakoveci erőmű csupán 42 km-re van az őrtilosi vízmércétől. Azonban a legdrasztikusabb hatást itt is a vízmércéhez legközelebbi (18 km), csúcsra járatott Donja Dubrava-i erőmű generálta, ugyanis 139 cm-re nőtt a vízállások legnagyobb napi különbsége.



3. ábra Vízjárás alakulása szeptember 1-20 között, az erőművek felépítése előtti (1973), közötti (1977, 1984) és utáni (1991) években

Figure 3. The water level changes between 1st and 20th of September, before (1973), between (1977, 1984) and after (1991) the construction of the Croatian reservoirs

A kanyarulatok fejlődése

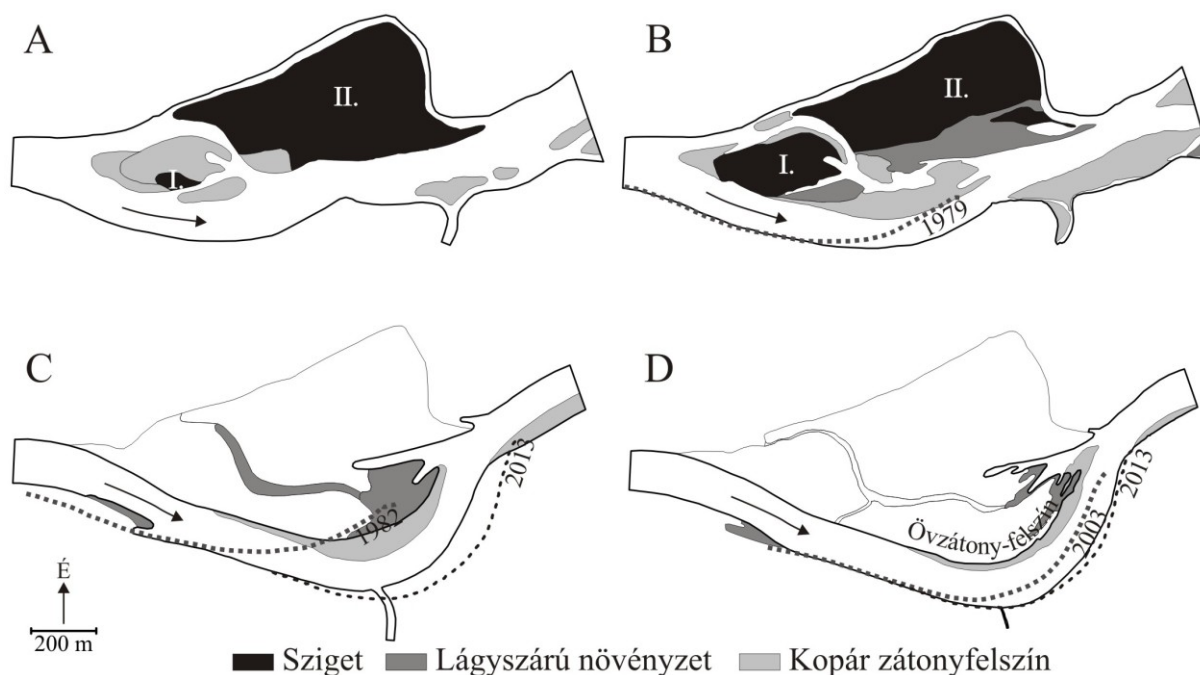
A Donja Dubrava-i kanyarulat

Az 1979-es topográfiai térképen a Dráva több ágra szakadt a mintaterületen (4A. ábra), de már megkezdődött a kanyarulat kialakulása a medertágulatban, amit jelez a jobb part intenzív eróziója. A főmeder átlagos szélessége 152 m volt (W_{\min} : 101 m, W_{\max} : 238 m), míg a mellékágaké 25 m illetve 60 m. A mederben két sziget helyezkedett el: a kisebb (I.) a sodorvonalban alakult ki és a felmért övzátóny magjának tekinthető, míg a medertágulat északi felét egy nagyméretű ártéri sziget (II) uralta.

A meder morfológiája alig változott 1982-ig (4B. ábra), de a Dráva szélessége lecsökkent: főága 18-35%-al lett keskenyebb ($W_{\text{átl}}$: 116 m, W_{\min} : 66 m, W_{\max} : 195 m), míg a mellékágai átlagosan 20-33%-al (20 m és 40 m). A szigetekhez nagy kiterjedésű (12 ha) zátonyok csatlakoztak, amelyek jelentős részén már megtelepedett a lányszárú növényzet. Az I. szigethez folyásirányban alulról hozzákapcsolódó, hosszan elnyúló nagyméretű zátony (5 ha), tekinthető a mai övzátóny alapjának.

A mintaterület arculata megváltozott 2003-ig, ami összefüggésbe hozható a cakoveci (1982) és a Donja Dubrava-i vízerőművek (1989) vízszintcsökkentő hatásával. A csökkenő vízállások a sodorvonal bevágódását okozták, amelynek hatására a mellékágak elvesztették vízutánpótlásukat, és így egyágú főmeder alakult ki. A szigetek egybeolvadtak és a mellékágak mélyedéseiben legfeljebb csak nagyvízekkor folyhatott víz (4C. ábra). A meder átlagos szélessége nem változott ($W_{\text{átl}}$: 116 m), de a korábbinál kevésbé változatos szélesség viszonyok jellemezték (W_{\min} : 86 m, W_{\max} : 145 m).

A Dráva medre tovább szűkült 2003 és 2011 között 1-14 %-al ($W_{\text{átl}}$: 110 m, W_{\min} : 85 m, W_{\max} : 125 m) és egységesebbé vált a korábbi állapotokhoz képest (4D. ábra). A 2013-as felmérésig a belső íven gyakorlatilag nem stabilizálódtak új felszínek, viszont a kanyarulat fejlődése tovább folytatódott, ugyanis a külső ív dinamikus erodálódott.



4. ábra A kanyarulat fejlődése és a külső ív hátrálása a Donja Dubrava-i mintaterületen, 1979-től 2013-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2003; D: 2011)

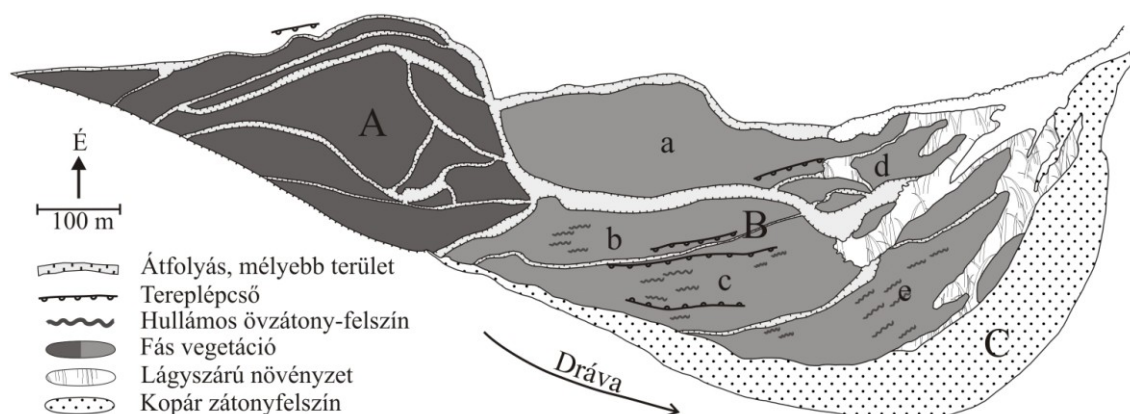
Figure 4. Channel development and bank retreat in the study area of Donja Dubrava (1979-2013)

A jelenlegi kanyarulat külső ívén található 3-4 m magasságú part folyamatosan és dinamikusan pusztult, hiszen 1979 és 2013 között 371 m hátrált (átl: 11 m/év). A kanyarulat folyásirányban lefelé is jelentősen megnyúlt és áthelyeződött, hiszen a kanyarulat csúcspontja 550 m-rel tolódott el az elmúlt 34 évben. Legdinamikusabban 1979 és 1982 között (max.: 30 m/év) hátrált a part és kb. 0,8 ha/év volt a parterózió üteme (1. táblázat). Ez a nagymértékű partpusztulás magyarázható az ekkor még magasabb közép- és kisvíz szintekkel, illetve az 1979-1980-ban levonuló árvizekkel, amelyek nagy energiával pusztították a külső ívet. A parthátrálás mértéke jelentősen mérséklődött 1982 és 2003 között, de közben a kanyarulat egyre ívesebbé vált és tovább haladt délkelet felé. A partpusztulás napjainkban (2011-2013) is dinamikus, hiszen 15-17 métert is hátrálhat a part egy év alatt. Különösen a kanyarulatnak a külső, folyásirány felőli alsó vége pusztul dinamikusan, ugyanis ennek szinte merőlegesen csapódik neki a sodorvonal.

1. táblázat A Donja Dubrava-i kanyarulat partpusztulásának jellemzői 1979 és 2013 között
Table 1. Main characteristics of the bank erosion at Donja Dubrava (1979-2013)

	1979-1982	1982-2003	2003-2011	2011-2012	2012-2013
Max. elmozdulás (m/év)	29	11	8	17	15
Átlagos elmozdulás (m/év)	13,3	4,8	4,5	6,9	3,3
Erodált terület (ha/év)	0,8	0,4	0,4	0,7	0,3
Elmosott anyagmennyiség (ezer m³/év)	52,3	27,6	25,9	44,4	22,0

A pusztuló parttal szemben lévő övzátóny területe mindeközben folyamatosan gyarapodott, ahogyan azt a geomorfológiai és a fák kora alapján rajzolt izokron térkép is mutatja. Az övzátóny-felületen három geomorfológiai egység különíthető el (5. ábra). Az övzátóny-sorok kelet felé ívesen elvégeződnek, a legfiatalabb felszíneiket (2 ha) lágyszárú növényzet fedi. Az övzátónyok között folyamatosan feltöltődő surrantók találhatóak, amelyek egyre mélyebbé és tágabbá válnak folyásirányban, így végeikben pangóvizet találhatunk.

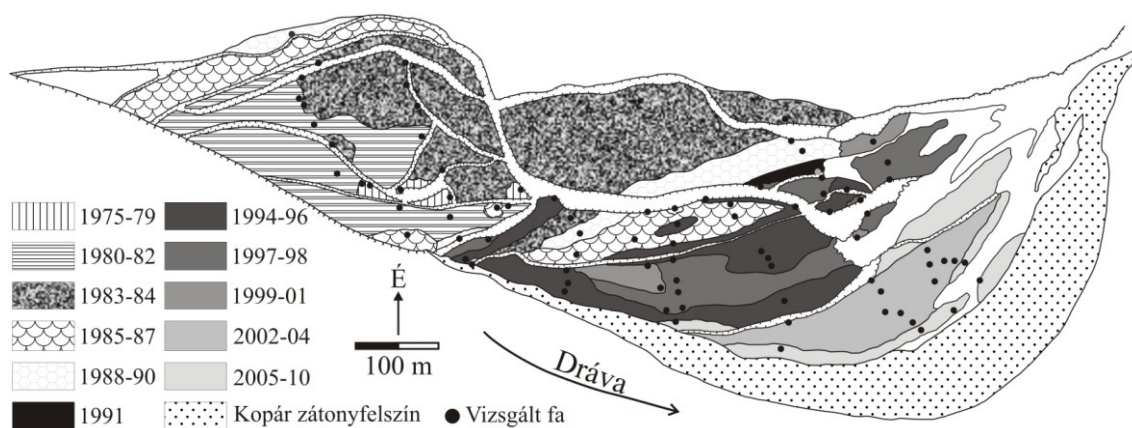


5. ábra A Donja Dubrava melletti övzátóny-felület geomorfológiai térképe
Figure 5. The geomorphologic map of the point-bar system of the Donja Dubrava study site

A mintaterület nyugati része (A-egység) az egykori I. szigetet foglalja magába. Itt található a megfűrt legöregebb fa (1975-ből). Ennek a fának a környéke tekinthető a sziget magjának, amely már az 1979-es térképen is létezett (0,5 ha) és már ekkor is nagy területű (5 ha) zátónyok kapcsolódtak hozzá. A szigetet sűrűn behálózó átfolyások és a dendrológiai mérések arra utalnak, hogy a sziget több lépésben épült fel, mely során oldal- és övzátónyok kapcsolódtak hozzá. Ezeken a felszíneken a fák 1978-79-ban telepedtek meg, tehát a zátónyokat az 1975-ös árvizek (54 árvizes nap, NV: 429 cm) magasíthattak fel annyira, hogy felszínük a középvíz szintje fölé emelkedett, amely már alkalmas feltételeket nyújt a magoncok megtele-

pedésére. Ezt követően az 1980-84-es években további jelentős kiterjedésű felszíneket hódított meg az erdő: a fák zöme 1981-ben telepedett meg a szigetmaghoz folyásirány felől hozzáfornított felszíneken. A cakoveci erőmű tározóterét 1983-ban töltötték fel, így ekkor egyetlen árvizes nap sem volt és a kisvizek átlagosan 50 cm-rel alászálltak, így nagy kiterjedésű zátonyok váltak egész évben szárazzá, ami ideális körülményt biztosított a fák megtelepedéséhez.

A mintaterület B-egységét az 1982-ben a szigetekhez kapcsolódó zátonyfelszínek alkotják. A dendrológiai elemzés nyilvánvalóvá tette, hogy a zátonyok szigetekhez és egymáshoz való csatlakozása nem tekinthető térben egységes folyamatnak, és a hasonló korú felszínek közé fiatalabb felszínek is beékelődhetnek. Ez alapján a B-egységet részegységekre (a-e) bontottuk. Az 1983-1984-es években az ártéri (II.) sziget déli oldalán lévő egykori zátonyfelszín (a-egység) és az I. szigethez folyásirányban lefelé hozzánőtt hosszán elnyúló zátony (b-egység) kolonizálódott (6. ábra). Az a-részegységet egy markáns mellékág ($W_{\text{át}}: 15 \text{ m}$) határolja. A tőle délre lévő b-részegységen több tereplépcső is megfigyelhető, amelyek a folyó felé fokozatosan alacsonyodnak és valójában az I. sziget végéhez folyásirányban hozzákapcsolódott zátonyok 1982-es peremei. A dendrológiai vizsgálat szerint a b-részegység fejlődése kezdetén (1983) szigetszerűen emelkedett ki, majd később több lépésben és eltérő irányokból forrtak hozzá újabb zátonyfelszínek. Ennek az egységnek a jelentős részét 1985-87 között foglalták el a fák, amikor csupán 23 árvizes nap volt és ezek sem haladták meg a 300 cm. Tehát az egység azt mutatja, hogy nemcsak övzátony-sorokból épül fel egy kanyarulat belső íve, hanem azok legmagasabb térszínei szigetek lehetnek, amelyek fokozatosan kapcsolódtak az előző partvonalhoz a közöttük lévő alacsonyabb felszín feltöltődésével és szárazra kerülésével.



6. ábra A Donja Dubrava melletti övzátony-felszín épülése dendrológiai vizsgálatok alapján
Figure 6. Point-bar surface development of the Donja Dubrava site based on dendrological data

A b-részegységhez csatlakozott oldalzátónyokból és a közöttük lévő átfolyásokból épült fel a c-részegység, amelyet a fák 1994 és 1996 között foglaltak el. Később, 1997-99-ben a surrantó felső végének elzáródásával és a vízszintek alászállásával a surrantóban is megtelepedhettek a fák, így a b- és c-részegység összeolvadt. A d-részegység a kanyarulat csúcsán elhelyezkedő klasszikus övzátony-surrantó formakincset képvisel. Mivel a mély fekvésű pangóvízes, lassan feltöltődő surrantó kedvezőtlen feltételeket kínált a fák számára, így azok csak a magasabb és szárazabb zátonyfelszíneken tudtak megtelepedni (1994-2000), ezért a d-részegység faállománya mozaikos megjelenésű. Ebben az időszakban az éves kisvizek szintje folyamatosan süllyedt, így egyre nagyobb felszínek váltak egyre hosszabb ideig vízmentessé. A legfiatalabb e-részegységet a legkülső, erdővel benőtt övzátony alkotja. A részegységen 2002-04 között telepedtek meg a fák, amikor a vízszintek jelentősen alászálltak (ezt jelzi, hogy ekkor mérték a legkisebb vízállás (LKV) értéket Őrtilosnál). A légi felvételek tanúsága szerint először a magasabbra kiemelkedő zátony-fejek váltak vízmentessé, majd az ezekhez hozzákapcsolódott zátony-uszályok és övzátony-sorok, majd a szárazra került zátonyfelszíne-

ken megfelelő körülmények álltak rendelkezésre ahhoz, hogy nagy területet foglaljanak el a fák. Mivel a különböző magasságban lévő felszíneket azonos időben hódította meg a növényzet, ez szokatlanul gyors övzátony fejlődési folyamatot jelez.

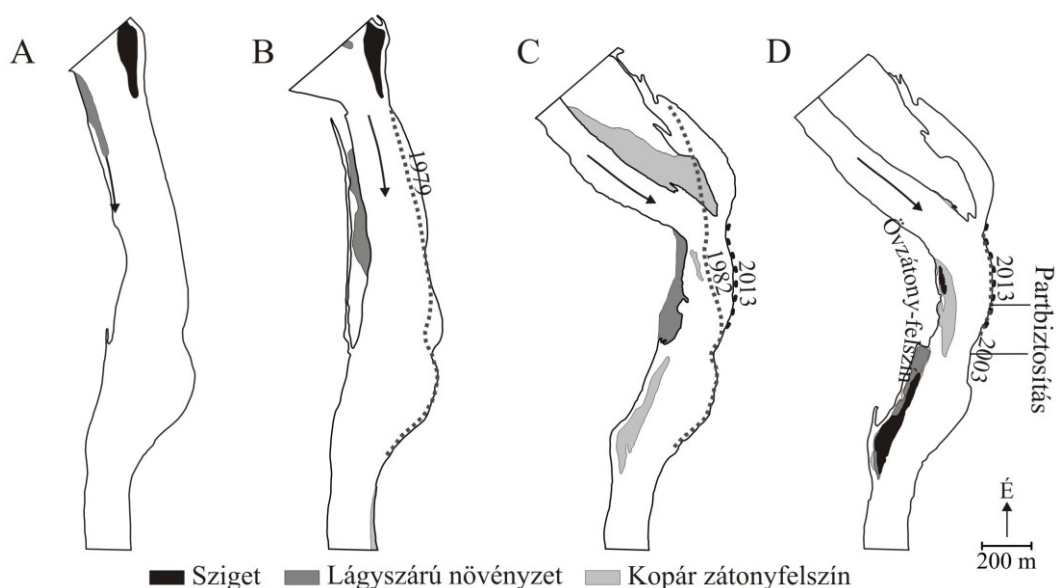
Tehát az 1980-as évek első felében volt a legintenzívebb a zátonyok stabilizálódása, amikor összesen 11,4 ha-on jelentek meg fák. Ezen belül különösen az 1983-84-es évek kiemelkedőek, amikor 5,6 ha-t hódítottak meg a fák. Ez nagy valószínűséggel kapcsolatba hozható az 1982-ben üzembe lépő cakoveci erőmű vízszintcsökkentő hatásával. Ezt követően 1994-98 között 4 hektárnyi területet hódított meg a fás növényzet, majd a 2002-2007-es években kolonizálódtak további felszínek (2,6 ha).

A kanyarulat fejlődésében megfigyelhető a ciklusosság: (1) a nagyobb árvizekkel vagy vízszintcsökkenéssel jellemzett évek nagy csupasz zátonyfelszíneket eredményeznek, majd (2) a kisvizes időszakok első éveiben hódítja meg a területet a fásszárú növényzet, majd (3) egyre csökken az újonnan beerdősülő területek nagysága. Ezt követően ezeknek a lépéseknek az ismétlődésével fejlődik az övzátony-sor és maga a kanyarulat.

A bolhói kanyarulat

A Donja Dubrava-i mintaterülettől 56 km-rel lejjebb lévő, Bolhó melletti kanyarulatot 1979-ben egy közel egyenes, egy ágú meder jellemezte (7A ábra), amelynek átlagos szélessége 264 m volt (W_{\min} : 197 m, W_{\max} : 371 m). Folyásirányban felette egy medertágulat helyezkedett el, amiben egy kanyarulat kezdett kialakulni. Ennek következtében a sodorvonal nekicsapódott az általunk vizsgált szakasz jelenlegi külső ívének, így megindult a vizsgált kanyarulat kialakulása.

Az 1982-es térkép hasonló futású medret mutat, mint az 1979-es, azonban a felvízi medertágulatban a hátráló jobb part egyre lejjebb tevődött (7B ábra). Bár a meder szélessége 1979 és 1982 között alig (2-12 %) változott ($W_{\text{átl}}$: 268 m, W_{\min} : 174 m, W_{\max} : 367 m), a vizsgált egyenes szakasz nyugati partján megindult az akkumuláció. A 2003-as térkép már egy fejlődő kanyarulatot mutat, és ennek megfelelően a meder 20-26 %-al keskenyebbé vált ($W_{\text{átl}}$: 197 m, W_{\min} : 135 m, W_{\max} : 292 m). A felette lévő medertágulat megszűnt, ugyanis a csökkenő vízszintek következtében a benne lévő nagyméretű sziget hozzáért a parthoz és így egyágú főmeder alakult ki (7C ábra). A 2011-es légi felvételen a Dráva medre hasonló futású volt (7D ábra), mint 2003-ban, bár szélessége 3-11 %-al nőtt ($W_{\text{átl}}$: 206 m, W_{\min} : 152 m, W_{\max} : 283 m).



7. ábra A kanyarulat fejlődése és a külső ív hátrálása a bolhói kanyarulatban, 1979-től 2013-ig (A: 1979; B: 1982; C: 2003; D: 2011)

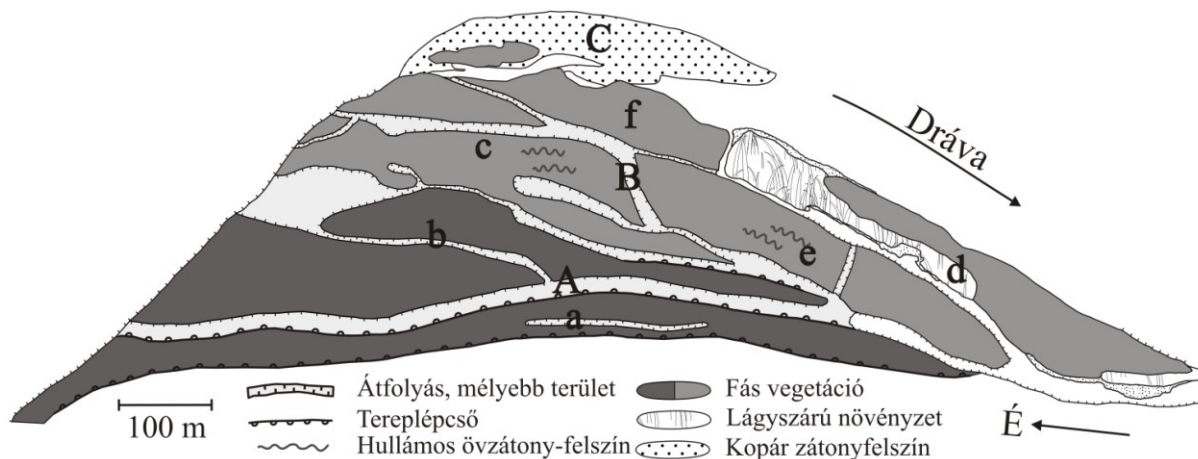
Figure 7. Channel development and bank retreat in the study area of Bolhó (1979-2013)

Megfigyelhető még az övzátöny-felszín folyásirány felőli felső részének pusztulása, ami a kanyarulat folyásirányban lefelé haladását jelzi. A 2011-es légifelvételkészítés idején az övzátöny partvonalának hossza 1575 m, míg a legnagyobb szélessége 353 m volt. A kanyarulat képe 2013-ig gyakorlatilag nem változott. A kanyarulat külső ívén található pusztuló part 6-7 m magasságú, mely már eltérően formálódik az alacsonyabb, 3-4 m-es (pl. a Donja Dubravánál is található) partoktól. Ugyanis míg az alacsony partokat a kisvizek is folyamatosan pusztíthatják, addig a magasabb partok omlásos folyamatok révén formálódnak és hosszabb idő vagy nagyobb árvíz kell a partok alámosásához és a leszakadó tömbök elszállításához. Az 1979-es és 1982-es felmérések idején sokkal hosszabb partszakaszon (1470 m) hátrálhatott a külső ív, mint napjainkban (485 m), ugyanis a külső ív középső szakaszán partbiztosítás épült 2005-2007 között. Ezért csak a partbiztosítástól északra határoztuk meg a parthátrálás mértékét. A legnagyobb ütemben (8,4 m/év) 1979 és 1982 között pusztult a külső ív (2. táblázat), majd a parthátrálás mértéke egyre mérséklődött. Ez magyarázható a vízszintek csökkenésével és a nagy erejű árvizek elmaradásával. Az árvizek kiemelt szerepére utal, hogy a legnagyobb mértékű (1979-1982: maximálisan 23 m/év) partpusztulás akkor jellemezte a külső ívet, amikor még jelentősebb árvizek is előfordultak a Dráván.

2. táblázat A bolhói kanyarulat partpusztulásának jellemzői 1979 és 2013 között
Table 2. Main characteristics of bank erosion at the Bolhó site (1979-2013)

	1979-1982	1982-2003	2003-2011	2011-2012	2012-2013
Max. elmozdulás (m/év)	23	5	1,5	2	2
Átlagos elmozdulás (m/év)	8,4	3,4	1	0,15	0,3
Erodált terület (ha/év)	0,5	0,2	0,04	0,006	0,01
Elmosott anyagmennyiség (ezer m³/év)	42,5	14,8	3,7	0,5	1,2

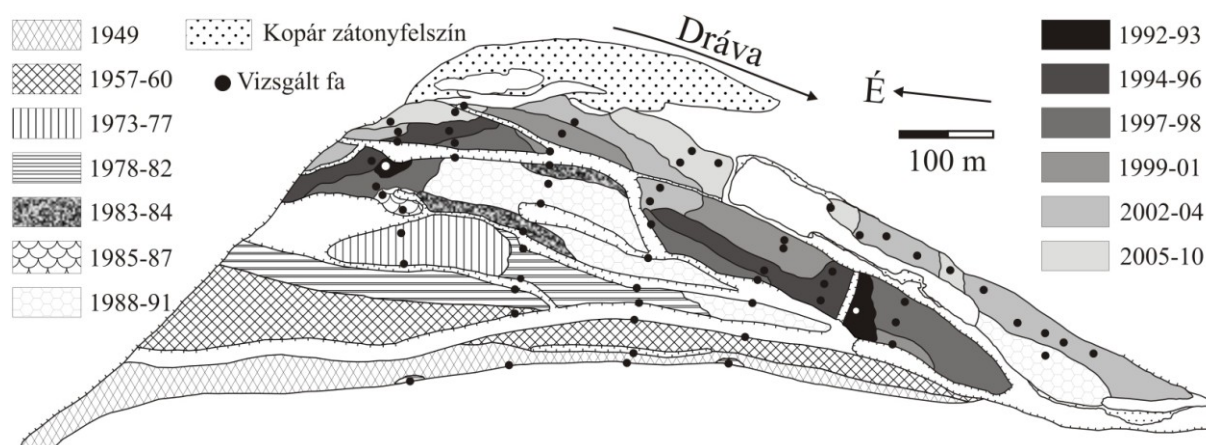
A bolhói kanyarulat egy közel egyenes szakaszból kezdett kifejlődni, szemben a Donja Dubrava melletti kanyarulattal, ami egy medertágulatban jött létre. A bolhói kanyarulat fejlődésének sajátossága, hogy a folyamatosan épülő övzátönyök legmagasabb felszín-darabjaiból először szigetek keletkeztek. A vizsgált övzátöny-felszín három egységre osztható (A-C), amelyek további kisebb részegységekre (a-f) bonthatók (8 ábra).



8. ábra A bolhói övzátöny-felszín geomorfológiai térképe
Figure 8. Geomorphological map of the point-bar surface of Bolhó

Az A-egység már az 1979-es térképen is létezett, felszínén már 1949-ben elkezdtek megtelepedni a fák. Az A-egységet egy széles ($W_{\text{átl}}: 16 \text{ m}$), észak-dél irányban húzódó átfolyás két részegységre tagolja. Ettől az átfolyástól nyugatra található a felmért legidősebb és legmagasabb felszín (a-részegység), ami eredetileg a Dráva egykori partjéhez simuló, hosszan elnyú-

ló oldalzátony lehetett. Az oldalzátonyok stabilizálódása lassú folyamat volt, hiszen míg az a-egység északi részén 1949-ben megtelepedett fák is vannak, addig a déli rész 1959 és 1960-ban stabilizálódott. Az északi rész alapját képző kavicszátonyt az 1948-ban levonult árvíz rakhatta le, majd felszínén az 1949-es árvízmentes évben telepedtek meg a fák. (Mivel az őrtilos vízmerce csak 1958-tól működik, így erre a barcsi vízmerce adatsora alapján következtettünk). A b-részegység az a-részegységhez hozzásimuló oldalzátony, amelynek felszínét először 1957-ben hódították meg a fák (9. ábra). Ezen a részegységen 1973-ban stabilizálódott egy kisebb sziget, majd ettől folyásirányban felfelé hozzánövvő zátonyt az 1976-77-es években borították be a fák, így a sziget területe megnőtt. Ennek a felszínnek az alapját az 1975-ös árvíz rakhatta le, majd felszínét akkor hódította meg a növényzet, amikor az 1976-77-es években – a varasdi erőmű felépülést követően – már csak 1-1 árvizes nap volt a Dráván.



9. ábra A Bolhó melletti övzátony-felszín épülése dendrológiai vizsgálatok alapján
Figure 9. The development of the poit-bars at Bolhó based on dendrological data

A B-egység a kanyarulat fejlődése során a parthoz kapcsolódó övzátony-sorokból épült fel. Ennek a térszínnek a legidősebb része a c-részegység, amely nyugat/észak-nyugat irányba történő növekedéssel és egy sziget hozzáféréssel jött létre. A közöttük lévő átfolyás ($W_{\text{át}}: 13 \text{ m}$) még ma is markánsan kirajzolódik. Ezekre a felszínre az 1983-84-es években települtek be a fák. A következő épülési fázis 1987-ben kezdődött, amikor egy kisebb sziget jött létre és csatlakozott a már stabilizált felszín folyásirány felőli felső végéhez. Ezt követően több jól elkülöníthető időszakban (1988-91, 1993-97 és 2004-06) jelentős kiterjedésű zátony- és sziget-felszíneket hódították meg a fák. Ezek a kanyarulat-fejlődési időszakok pedig a vízerőművek hatására bekövetkező vízszintsökkenéssel hozhatók összefüggésbe.

A d-részegység a 2003-as térképen még egy hosszan elnyúló, parthoz simuló zátonyként volt feltüntetve. Azonban a dendrológiai felmérésünk szerint a dél-nyugati végén 1990-ben létrejött egy sziget, amely a jelenlegi hosszan elnyúló sziget magjának tekinthető. Ennek a szigetnek az alapját az 1989-es árvizek rakhatták le, majd az 1989-től üzemelő legalsó erőmű hatására lecsökkenő kis- és közepes vizek következtében vált a zátony szárazulattá, később pedig oldalzátonyok forrtak hozzá. A sziget nagyobbik felét viszont csak később (2002-06) hódították meg a fák. A 2011-es légifotón már 1,7 ha foglalt el az erdő, és nagy kiterjedésben (1 ha) csatlakoztak hozzá olyan zátonyfelszínek, ahol lágyszárú növényzet fordult elő. A sziget és az övzátony felszín között ma is egy vízzel teli mellékág húzódik ($W_{\text{át}}: 13 \text{ m}$), amelynek lassú feltöltődésével a d-részegység is teljesen az övzátony-felszínbe fog olvadni.

A c-részegység stabilizálódásával párhuzamosan zajlott az e-részegység fejlődése, amelyet szintén két részre tagol egy, a közepén húzódó kelet-nyugat irányú átfolyás. Az egység déli része egy szigetmag, amely 1992-ben stabilizálódott. Ehhez folyásirányban felfelé hozzánőtt zátonyt 1995-96-ban foglalták el a fák, majd 1997 és 1999 között a felszínhez hozzánőtt oldal- és övzátony-sorokat hódította meg a fás növényzet.

Az f-részegység a legfiatalabb felszínek közé tartozik, ami a már meglévő részegységekhez nőtt hozzá. Felszínét a fák pedig 2002-04 között stabilizálták.

A C-egység a legkülső, csupasz, kavicsos övzátóny-felszínt foglalja magába (1,7 ha), amelynek hossza 440 m és a legnagyobb szélessége 75 m volt 2013-ban. A magasabb részét már stabilizálták a fák, így itt egy kis sziget (0,2 ha) jött létre. Ez a forma is mutatja, hogy miként épül fel egy övzátóny-felszín, azaz mozaikosan egymáshoz épülő szigetekből és övzátóny-sorokból, miközben a kanyarulat észak/észak-keleti irányba vándorol.

A bolhói mintaterületen a fák az 1949-es évben (2,2 ha) és 1957-60 (3,3 ha) között hódították meg a legnagyobb kiterjedésű felszíneket. Az 1975-ben és 1982-ben üzembe lépő vízerőművek vízszintcsökkentő hatása miatt 1973 és 1987 között további 2,7 ha-t foglalt el az erdő. Azonban a terület fejlődését a Donja Dubrava-i erőmű (1989) befolyásolta leginkább, ugyanis vízszint-csökkentő hatására egyre több zátony került a vízszint fölé, amit meghódíthattak a fák 1988-91 (2,2 ha) és 1992-2010 (6 ha) között.

Következtetések

Formakincs

A két vizsgált kanyarulat kialakulása és fejlődése azonos és különböző jellemvonásokat is hordoz. Mindkettőre jellemző, hogy 1979 óta leszűkült a Dráva medre (22-28%-al), ami az üzembe lépő vízerőművek vízszintcsökkentő hatásával hozható összefüggésbe.

A kanyarulatok fejlődésében a különbözőségek a kiinduló állapotból erednek. A Donja Dubrava melletti kanyarulat egy medertágulatban jött létre, amelyben a kiinduló állapotban szigetek voltak. A szigetek folyamatosan a partba olvadtak, mivel jelentősen lecsökkent a vízszint és ezzel párhuzamosan a bevágódás is felerősödött, így a mellékágak elvesztették vízutánpótlásukat. A Bolhónál lévő kanyarulat viszont egyágú mederből álló szakaszon alakult ki, a felette lévő medertágulat sodorvonalának áttevődése miatt. Itt a kanyarulat-képződése korábban indult el (1949), míg a Donja Dubrava melletti kanyarulatban jóval később (1975), ami utal arra is, hogy eltérő ütemben formálódtak. Ez visszavezethető eredeti formáikra és eltérő esésviszonyaikra is. A Donja Dubrava-i mintaterületen az 1970-es években szigetekkel szabdalt, több ágra szakadó fonatos meder volt jellemző, ami csak a vízszintek csökkenése miatt alakulhatott át kanyargóssá. Ezzel szemben Bolhónál nem már meglévő formákból (szigetekből) alakult ki az övzátóny-felszín, hanem egy beágyazódottabb, a kanyarulat-fejlődés kezdeti stádiumában lévő szakaszon indult el a kanyarulat lassú kialakulása.

Mindkét mintaterület övzátóny-felszínein szigetmagok képződtek a zátonyfejek legmagasabb pontjaiból. Fejlődésük kezdeti időszakában még átfolyás választja el a szigetmagokat a már stabilizált felszínű övzátóny-sortól, de később ezek az átfolyások feltöltődnek és így a szigetek hozzáforrnak az övzátónyokhoz. Mindezekkel egyidőben a zátonyfejekhez egyre nagyobb kiterjedésű kavicszátónyok is kapcsolódnak. A feltöltődést elősegíti, hogy a külső ívnek csapódó sodorvonal a parterózió miatt egyre távolabbra kerül, így az övzátóny területén lelassul a vízmozgás. Az övzátóny-felszínek épülése folyásirányban lefelé és oldalra is jellemző, amit jelentősen befolyásol a sodorvonal helyzete is. Ahogy a kanyarulat egyre fejlettebbé válik, az övzátóny-felszín középső szakasza kezd dinamikus épülésbe. Ilyenkor a folyásirány felőli felső része már pusztul, míg folyásirányba lefelé épül, ezért lefelé halad a kanyarulat.

A két kanyarulat példáján bemutatott folyamat, miszerint az egykor fonatos meder meanderezővé alakul és gyors kanyarulatfejlődés veszi kezdetét gyakorlatilag a Dráva teljes olyan szakaszára jellemző, ahol valaha fonatos volt a meder. Tehát a Barcs feletti szakaszt a morfológia egyszerűbbé válása jellemzi.

Övzátony épülés területi és időbeli jellemzői

Az övzátony-felszínek épülése nem egyenletesen történik, hiszen voltak olyan évek, amikor a mintaterületeken jelentősebb kiterjedésű térszíneken jelentek meg a fák. Ilyen időszakok voltak az 1994-98 és 2002-04 közötti évek, mikor mindkét kanyarulatban az adott felszínhez képest arányaiban (1994-1998: 14-21 %, 2002-2004: 8,5-11 %) jelentős területeken jelent meg az erdő.

A horvátországi vízerőművek üzembe lépése előtt (1975), de még 1982 (cakoveci erőmű) előtt is a gyakori árvizek és a magasabb közepes vizek magasították az övzátony felszíneket, ahol a fák megtelepedhettek. Azonban a cakoveci és a Donja Dubrava-i erőmű üzembe lépése után már nem ez a folyamat volt jellemző, hanem inkább a vízszintek süllyedése miatt a szárazzá váló zátony-felszínek növényzettel való stabilizálódása. A vízerőművek vízszintcsökkentő hatása a Donja Dubrava-i erőmű 1989-es üzembe lépését követően vált kifejezetté, amelynek következtében mindkét mintaterületen az övzátony-felszínt folyamatosan hódították meg a fák. A fák megtelepedésére alkalmas térszínek létrejöttének meghatározó feltétele a vízborítás hiánya. Az 1989-93 közötti években 0,7 m-rel csökkent a kisvizek szintje, így hirtelen nagy zátonyfelszínek váltak szárazzá. A nagyobb árvizekkel vagy vízszintcsökkenéssel jellemzett évek után a kisvizes időszakok első éveiben hódította meg a legnagyobb területeket a fás növényzet. Az övzátony-sorok között sarlólaposok találhatók a kanyarulatok folyásirány felőli alsó végeinél, amelyeket ma is víz borít. Ezek lassan feltöltődnek, ezáltal az övzátony-felszínek teljesen csatlakoznak majd az ártérhez.

Parterózió és övzátony-épülés mértéke

A parterózió mértéke a két kanyarulatban eltérő volt, illetve időszakonként is változott. Ez utóbbinak a part paramétereinek (hossz, sodorvonallal bezárt szög) időszakonkénti változásából is következik, illetve az elmaradó árvizek szerepe is lényeges. A Donja Dubrava melletti kanyarulatban például 1979-1982 között csupán fele olyan hosszúságban, viszont jóval dinamikusabban formálódott (parterózió: 13,3 m/év), mint a 21. század elején (2011-2013 között: 5,1 m/év). Ennek oka a levonuló magasabb vizekben keresendő, amelyek nagy munkavégző képességük révén felgyorsítják a parteróziót és elszállítják a leomló partanyagot, ezáltal fenn tartják a partok meredekségét.

A part magassága is befolyásolja az erózió mértékét, hiszen a 6-7 m magas bolhói partszakasz jóval mérsékeltebb ütemben hátrál, mint a Donja-Dubrava-i 3-4 m magas part, ami kapcsoltba hozható az alámosáshoz szükséges hosszabb idővel. A magaspartok pusztulása inkább nagy tömbök leszakadásával történik, melyek a partfal alját ideiglenesen stabilizálják, és csak a leszakadt tömbök elszállítása után folytatódhat a parterózió. Az alacsonyabb partokat ezzel ellentétben a kis és közepes vizek is erőteljesen formálják, amelyek képesek a kevesebb lepusztult anyag gyors elszállítására. Ezért az alacsonyabb partok jóval dinamikusabban hátrálnak és jelentősebb mennyiségű anyagot juttatnak a Drávába, mint a magasabb partok ugyanazon időszak alatt.

Összességében tehát a Dráva vizsgált szakaszán a kanyarulatok a folyóvízi formakincs új elemeit képezik – miközben a szigetek eltűnnek –, ami az élőhelyek átalakulását jelzi, hiszen a szigeteket korábban elválasztó mellékágak feltöltődnek. Így a bolygatatlan övzátony-sorokon ártéri erdők jönnek létre. A szigetmagok ártérhez való kapcsolódása és az elmaradó árvizek miatt az ártérületeken lévő életközösségek valószínűsíthetően átalakulnak, hasonlóan a Szigetköz társulásaihoz (SZABÓ et al. 2004b), hiszen alkalmazkodniuk kell a kiszáradó felszínekhez, az elmaradó árvizekhez, illetve a nagy napi vízjátékhoz.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János Kutatási Ösztöndíj és a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú *Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program* című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalom

- ALESTALO, J. 1971: Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105: 1–140.
- BLANKA V., KISS T. 2006. Ártérfejlődés és növényzet kapcsolatának vizsgálata a Maros hullámterén. (Biogeomorfológia). *Tájökológiai lapok* 4(2). 301–308.
- BLANKA, V., KISS, T. 2011: Effect of different water stages on bank erosion, case study on River Hernád, Hungary. *Carpathian Journal of Earth and Environment* 6(2): 101–108.
- BLANKA V., SIPOS GY., KISS T. 2006: Kanyarulatképződés tér- és időbeli változása a Maros magyarországi szakaszán. III. Magyar Földrajzi Konferencia Tudományos Közleményei, CD-kiadvány, MTA FKI, ISBN 963-9545-12-0.
- BONACCI, O., OSKORUS, D. 2008: The influence of three Croatian hydroelectric power plants operation on the river Drava hydrological and sediment regime. XXIVth Conference of the Danube Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management.
- EVERITT, B. L. 1968: Use of the cottonwood in an investigation of the recent history of a flood plain. *American Journal of Science* 266: 417–439.
- GOTTESFELD, A. S., JOHNSON GOTTESFELD, L. M. 1990: Floodplain dynamics of a wandering river, dendrochronology of the Morice River, British Columbia, Canada. *Geomorphology* 3: 159–179.
- GRYNAEUS A., HORVÁTH E., SZABADOS I. 1994: Az évgűrű mint természetes információhordozó. *Erdészeti lapok* 129(7-8): 203–205.
- GYÖRGY B., BURIÁN A. 2005: Történeti áttekintés a Dráva vízépítési munkáiról. *Hidrológiai tájékoztató* 45(1): 32–34.
- HICKIN, E. J. 1974: The development of meanders in natural river channels. *American Journal of Science* 274: 414–442.
- HORVÁTH G. 2002: A Dráva folyó magyar-horvát szakaszának hidrológiai, jellemzése az EU keretirányelvnek figyelembevételével. In: A WWF Magyarország. "Az EU Víz Keretirányelvnek bevezetése a Dráva vízgyűjtőjén" című tudományos tanácskozásának összefoglalója, MTA PAB, Pécs.
- HUPP, C. R., SIMON, A. 1991: Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels. *Geomorphology* 4: 111–124.
- KISS T., ANDRÁSI G. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének alakulására. *Hidrológiai Közöny* 91(5): 17–29.
- KISS T., SIPOS GY. 2009: Dendrológia alkalmazása a geomorfológiai kutatások során: A szigetvándorlás vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. *Földrajzi Közlemények* 133(1): 13–21.
- KOLLMANN, J., VIELY, M., EDWARDS, P. J., TOCKNER, K., WARD, L. W. 1999: Interactions between vegetation development and island formation in the Alpine river Tagliamento. *Applied Vegetation Science* 2: 25–36.
- MALIK, I. 2005: Rates of lateral channel migration along the Mala Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris. *Dendrochronologia* 23: 29–38.
- MANTUÁNO J. 1974. A Dráva vízjárásának vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 56(3): 368–401.
- MICHALKOVÁ, M., PIÉGAY, H., KONDOLF, G.M., GRECO, S.E., 2011: Lateral erosion of the Sacramento River, California (1942–1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 257–272.
- MORISAWA, M. 1985: Rivers: Form and processes. Clayton, K.M. (szerk.) Longman, pp. 222.
- NANSON, G. C., BEACH, H. F. 1977: Forest succession and sedimentation on a meandering river floodplain, northeast British Columbia, Canada. *Journal of Biogeography* 4: 229–251.
- NOBLE, M. G. 1979: The origin of *Populus deltoides* and *Salix* interior zones on point bars along the Minnesota River. *American Midland Naturalist* 102: 59–67.
- SCHWEINGRUBER, F. H. 1988. *Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, pp. 292.
- SCOTT, M. L., FRIEDMAN, J. M., AUBLE, G. T. 1996: Fluvial process and the establishment of bottomland trees. *Geomorphology* 14: 327–339.
- SIPOS GY., KISS T. 2001: Egy szigetrendszer morfordinamikájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. *Földrajzi Kutatások 2001. A Magyar Földrajzi Konferencia CD-kiadványa* ISBN:963482544-3

- SIPOS GY., KISS T. 2003: Szigetképződés és fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi Közlemények* 85(4): 225–238.
- SZABÓ M. 2005: Vizes élőhelyek tájökölógiai jellemvonásai a Szigetköz példáján. Akadémiai doktori értekezés, Budapest, pp. 164.
- SZABÓ M., H. DARABOS G., VERES É. 2004a: Új tájelemek megjelenése a Duna szigetközi szakaszán: a Dunameder övzátonyai. II. Magyar Földrajzi konferencia, CD-kiadvány.
- SZABÓ M., TIMÁR G., GYÖRI H. 2004b: A csicsói holtág (Alsó-Csallóköz) kialakulása és fejlődése. A tájhasználat és a vizes élőhelyek változásai. *Tájökölógiai lapok* 2(2): 267–286.
- VARGA D. 2002: A Dráva-völgyi szakasz rövid vízrajzi jellemzése. In: Iványi I. és Lehmann A. (szerk.): *Duna-Dráva Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest*, pp. 126–133.

CHARACTERISTICS OF MEANDER DEVELOPMENT UNDER HUMAN IMPACT – A CASE STUDY ON TWO BENDS OF THE DRÁVA RIVER

KISS T., ANDRÁSI G.

University of Szeged, Department of Physical Geography and Geoinformatics,
HU-6722, Egyetem u. 2-6. Szeged, Hungary e-mail: kisstim@gmail.com, andgab86@gmail.com

Keywords: Dráva, meander development, point-bar development, bank erosion, dendro-geomorphology, dam construction

The Dráva River, located in Hungary, is characterised by great slope and large bed load sediment discharge, thus the channel is formed dynamically. Due to these characteristics, the river can respond rapidly to (anthropogenic) effects, producing well-defined hydro-morphological responses. The aim of this research was to evaluate the channel development (bank accretion and erosion) and determine the role of indirect anthropogenic activities that influence it. In the frame of the paper the evolution of two meanders is studied by applying geoinformatic and dendrological methods. At the meanders studied the channel narrowed by 22–28 %, which was related to the water stage drop caused by upstream dams. Before the operation of the Croatian hydropower plants (1975), floods were frequent and during higher stages gravel bar surfaces were formed. However, after the construction of the Cakovec (1982) and Donja Dubrava (1989) hydropower plants the water level dropped significantly, thus the gravel bar surfaces emerged and the dry surfaces were colonized by trees. Therefore, the gravel bars became islands or point-bars, which osculated to the riverbank. The gravel bar transformation was not a steady process, predominantly because in some years large areas were stabilized. For example, between 1994–1998 14–21% of the bar surfaces were colonized by forest or in 2002–2004 further 8.5–11%. River bank in which riverbank erosion followed the rate of the bank accretion. The rate of bank retreat was influenced by the parameters of the eroding bank (length, height and its angle with the thalweg), and by the stream power of the floods. As a consequence, the hydro-morphology of the Dráva River is changing: the inundation of the floodplain with water is increasingly rare, so much so that the surface become dry, and on the bare bar surfaces, new riparian floodplain segments and forests evolve. At the same time, a slow reduction in the large bar surfaces and islands is probable, thus these habitats are declining.

